

ゾンデ観測資料を用いた対流活動の解析*

浅井 富雄**

要旨：高層観測気球の上昇速度から大気擾乱に伴う鉛直気流を求めることは殆んど不可能である。然しながら積雲等の対流系に伴う組織的な大きな鉛直気流が存在する気層中を気球が上昇するならば、気球上昇率からその鉛直気流を検出し評価することは出来ないであろうか。この可否を調べるのが本調査の目的である。1965年と1966年の2年間における1月と8月の輪島の高層観測資料を用いた。

気球上昇率の平均値からの正偏差が 90 m min^{-1} 以上に達する場合、即ち updraft に遭遇したと見做される例は全体の6%である。そのうち1月には8%、8月には4%となり、この遭遇率の差異は、輪島附近において8月より1月にはるかに活発な積雲対流活動の観測されることと対応している。風、気温、湿度等の資料からも積雲の上昇気流領域を通過したものと推定が支持されることを例示する。

1. はしがき

高層観測気球の上昇速度を W とし、それを今次のように表わす。

$$W = W_m + W_a$$

W_m は静止大気中での気球の上昇速度、 W_a は鉛直気流の速度である。極めて局所的な気流の乱れや降水により、又は水分附着、凍結、水素の漏洩、気球の変形、気球追跡精度、等々により W_m の評価に数 10 cm sec^{-1} の誤差は避け難く、又夫々の原因により生ずる上昇率の変化を精確に評価することは殆んど不可能である。従って synoptic-scale の擾乱に伴って通常見出される 10 cm sec^{-1} オーダー以下の大きさの鉛直気流を気球の上昇率から求めることは出来ない。

もし気球がその上昇過程で 1 m sec^{-1} オーダー以上の大きさの組織的な鉛直気流の存する気層に入った場合、気球の上昇率の変化からその鉛直気流の存在を探知し、鉛直速度を評価することは出来ないだろうか。

積乱雲中での updraft 或は downdraft による気球上昇率の大きな変化についての断片的な観測報告例がある(例えば Sansom and Gross, 1953)。又最近、北陸豪雪特別観測の一環として行なわれた飛行機からの dropsonde 観測において見出された落下速度の異常なゾンデの資料の解析から、その原因を松本等(1967)は積雲の updraft 中を通過したためと推定している。

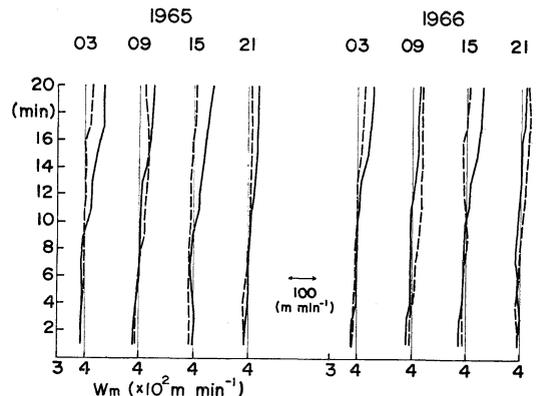
一方、山岳波に伴う大気の運動場や温度場をゾンデ観測資料から見出せるかも知れないという Scorer(1953)

の示唆にもとずき、Corby(1957)は気球の上昇率からその検出を試み、それに成功している。

ここでは現用のゾンデ観測で、積雲や積乱雲等の対流セルに入ったと推定される気球を検出し、その時示すゾンデ観測資料の解析を試みる。

2. 資料

1965, 1966年の1月及び8月の計4ヶ月間の輪島における高層風観測記録(wind aloft computation data)及びラジオゾンデ観測記録が用いられた。高層風観測記録によれば、放球後14分までは1分毎に、それ以後は2分毎に気球の高度が記録されている。従って14分までは1分間平均上昇率、それ以後は2分間の平均上昇率が得られる。



第1図 気球の平均上昇率 (W_m) の高度分布。縦軸は放球後の時間、横軸は上昇率を示し、実線は1月、破線は8月である。

第1図は気球の平均上昇率 W_m の高度分布である。1

* An Analysis of Convective Activity in the Atmosphere Using Rawinsonde Data

** Tomio Asai 気象研究所予報研究部, 京都大学理学部
—1967年6月14日受理—

日4回03, 09, 15, 21時の各年の1月(実線)と8月(破線)の1ヶ月平均値を示している。縦軸には放球後の時間(従って高度に対応)を、横軸には W_m をとつてある。図からわかるように気球はほぼ 400m min^{-1} で上昇するが詳細に見れば下層の 380m min^{-1} から上層5~6km(放球後13~15分)の 430m min^{-1} へと漸増している。年による差異は殆んど見られないが、09, 21時の rawinsonde 観測と、03, 15時の rawin 観測の間に、又1月と8月の間に気球上昇率特性の差異が認められる。然し放球後10分までの相互の差異は極めて僅かである。

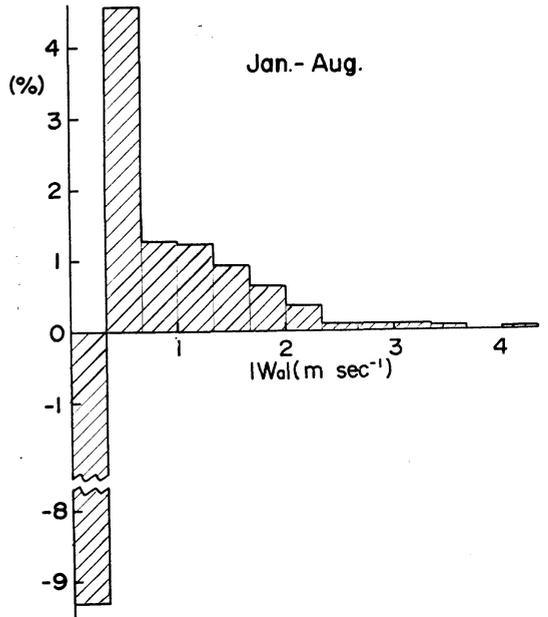
以下では放球後10分までの資料を採用し、第1図に示した各月各観測時の1分毎の平均上昇率からの偏差 W_a ($=W-W_m$) について考察を試みる。以後 W_m を静止大気中の気球の自然上昇率、 W_a を気流の鉛直速度と呼ぶことにする。

気球の上昇率が全行程を通して異常に遅いか速い場合には共に次の基準に基づきそれらの資料は除去された。即ち気球が最初の10分間で3km以下又は5km以上、又は20分間で6km以下又は10km以上の高度に達する場合を除外した。1日4回4ヶ月間の定常観測に1966年1月1週間に亘り行われた特別観測を加え総数524、うち上記基準により除去されたもの12、欠測17、従って採用総数は495例である(第1表)。

3. 気球上昇率偏差の頻度分布

1分間平均上昇率からの偏差について、1分毎の資料からその標準偏差をとると、1月については 39m min^{-1} 、8月は 33m min^{-1} となり予期される如く1月、8月共大半の偏差値は $\pm 40\text{m min}^{-1}$ 以内に集中している。このことは、又、数 10m min^{-1} 程度の鉛直気流を探知することの困難なことを示している。

注目すべき点は $|W_a|$ の頻度分布の1月と8月との間の差異である。第2図は $|W_a|$ の 20m min^{-1} 毎の頻度



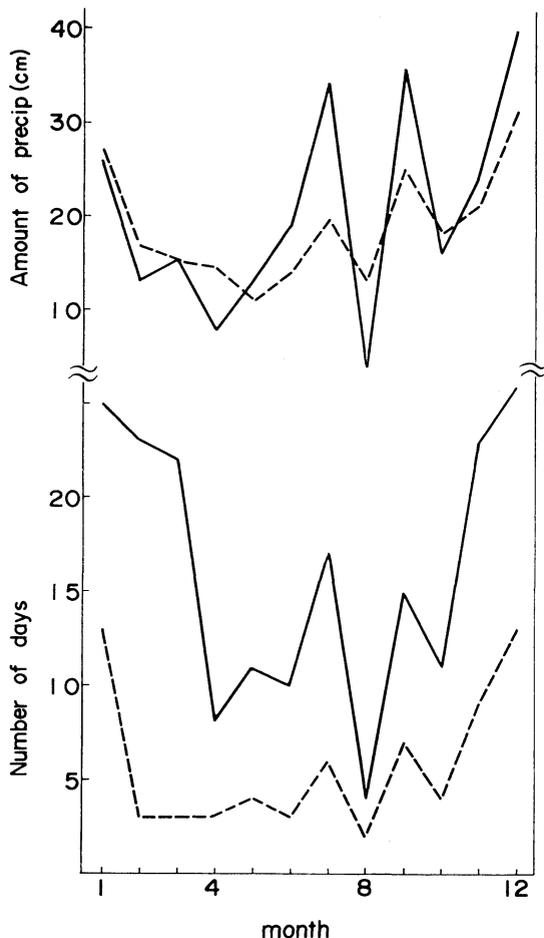
第2図 気球上昇率の平均値からの偏差の絶対値 ($|W_a|$) の1月における頻度から8月のそれを差引いたもの。

(%) の1月から8月を差引いた値を示している。 W_a の $\pm 20\text{m min}^{-1}$ 以内への集中度は8月の方が1月に比して著しく、この事は前述の標準偏差の差異からも知られる通りである。1月に大きくなる分散の原因のすべてを大気鉛直気流に帰し得ないにしても、1月の方が updraft や downdraft に遭遇する頻度が多いこと、従って又それらの存在する頻度の多いことが示唆される。

第3図は輪島における各月の降水量や降水日数を示す上図には1965年の月別降水量(実線)と1931年~1960年の30年平均のそれ(破線)を掲げてある。低温の1月が高温の8月に比してははるかに降水量の大きいことは、

第 1 表

	1 月												小計	8 月												小計	総計
	1965年				1966年									1965年				1966年									
観測時刻	03	09	15	21	03	06	09	12	15	18	21	24	03	09	15	21	03	09	15	21							
観測回数	31	31	31	31	31	7	31	7	31	7	31	7	276	31	31	31	31	31	31	31	31	248	524				
欠測数	0	0	3	0	0	0	0	0	6	0	0	0	9	0	0	5	0	0	0	3	0	8	17				
除去数	3	1	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	8	0	0	0	0	1	1	1	1	4	12				
標本数	28	30	28	30	31	7	30	7	24	7	30	7	259	31	31	26	31	30	30	27	30	236	495				

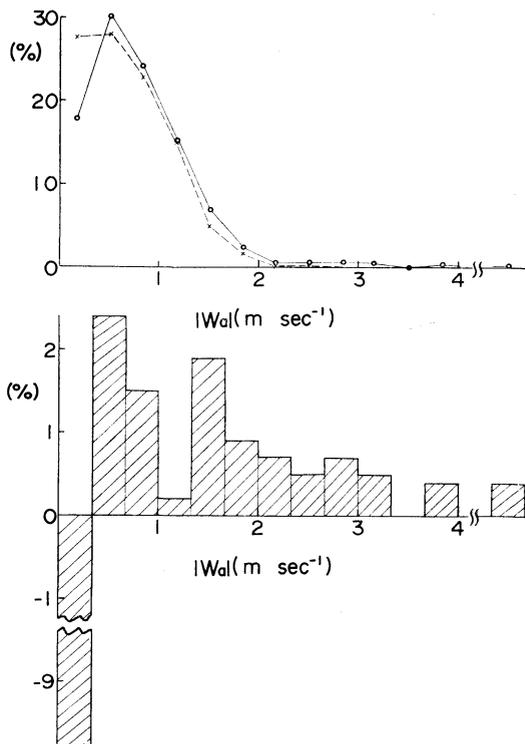


第3図 輪島における各月の降水量(上図)と降水日数(下図)。上図の実線は1965年、破線は1931年～1960年の30年平均の月別降水量を示し、下図の実線と破線はそれぞれ1965年各1月の1mm、10mm以上の降水日数を示す。

積雲対流が1月に如何に活発であるかを物語っている。このことは1965年における1mm以上の降水日数(実線)と、10mm以上の降水日数(破線)を示した下図によっても支持される。1月には殆んど連日降水現象を伴っているが、一方8月は晴天に恵まれている。輪島におけるこれらの気象条件は、1月に高層観測気球が対流雲に伴う強い鉛直気流に遭遇する機会が多くなる背景を構成している。

4. 鉛直気流遭遇とその高度分布

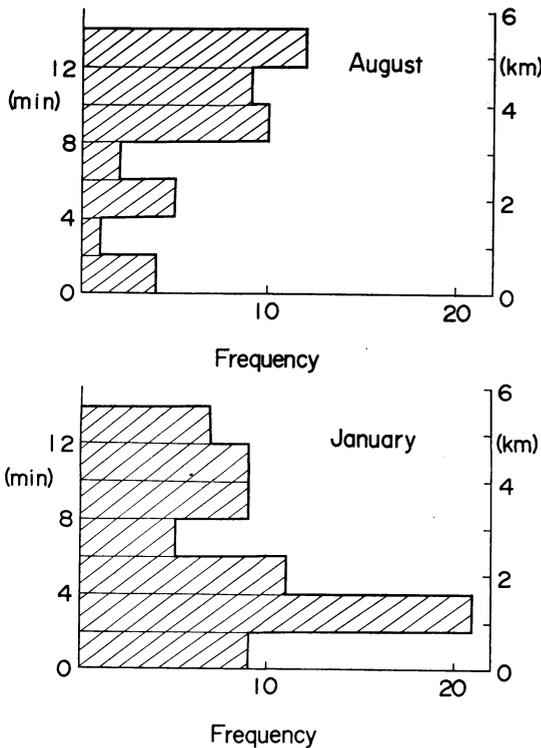
各気球が放球後14分間の上昇過程において遭遇した最大鉛直気流の絶対値 $|W_a|$ の頻度分布を第4図に示す。横軸には $|W_a|$ を、縦軸にその頻度をとったのが上図で、実



第4図 各気球の遭遇した最大鉛直気流 $|W_a|$ の頻度分布。上図の実線は1月、破線は8月、下図は1月の頻度から8月のそれを引いた差。

線は1月、破線は8月に対するものである。下図のヒストグラムは1月の頻度から8月のそれを引いた差である。大きな鉛直気流の遭遇率の1月に多いことは前節からも期待された通りである。1月、8月の W_a の標準偏差がそれぞれ39、33 $m \min^{-1}$ 、即ち0.65、0.55 $m \sec^{-1}$ であることから、以下では1 $m \sec^{-1}$ より小さい偏差値については考慮しない。

W_a が2分間連続して $\pm 60 m \min^{-1}$ 以上に達する例を495個の気球から選ぶと、1月には259個中70(27%)、8月には236個中38(16%)となる。今これらの気球がその最大鉛直気流に遭遇した高度別にそれぞれの頻度をとったのが第5図である。縦軸に高度(又は放球後の時間)を、横軸に頻度(個数)をとってある。図からわかるように、1月の場合、1~2kmの高度に最大頻度、3kmに最小頻度が現われ、一見してこれらの高度は通常冬季輪島付近で見出される積雲層とその頂の逆転層の高度にそれぞれよく対応していることがわかる。一方8月の場合には高度と共に頻度は漸増し、強い鉛直流への遭遇率は小さいが、もし遭遇するとすれば対流圏中層(ここで考



第5図 W_a が2分間以上連続して $\pm 60 \text{ m min}^{-1}$ 以上に達した気球が遭遇する $|W_a|$ の最大値の出現高度別頻度分布。縦軸は高度(又は放球後の時間)、横軸は個数である。

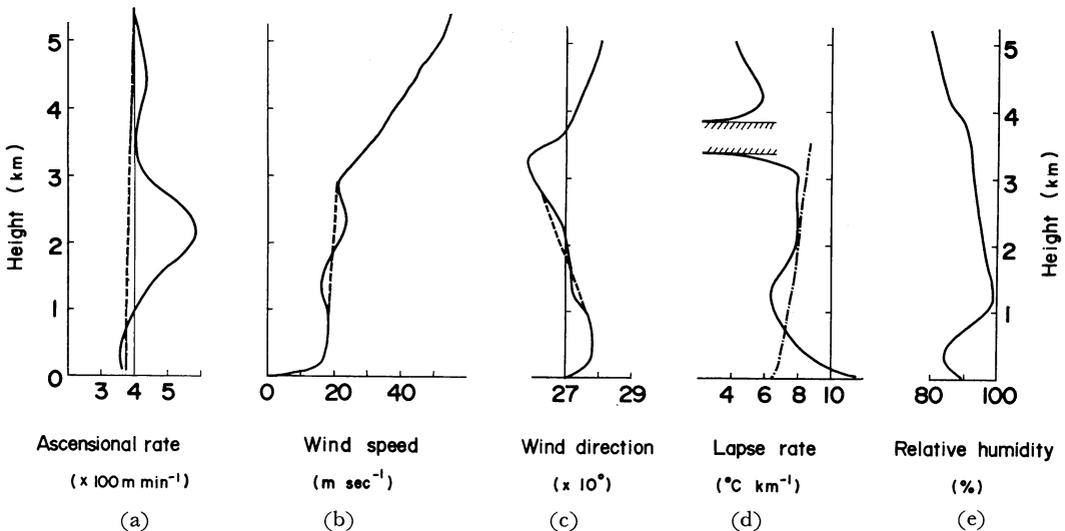
慮された最高層)で多く見出されるであろうことを示している。

5. 対流雲上昇流域のゾンデ資料

前節で選ばれた1月の70個, 8月の38個から更に次の基準によって気球上昇率の大きな正偏差を示すものを選ぶ。即ち 90 m min^{-1} 以上の正偏差をもち, 14分間における W_a の最大値と最小値の差が又 90 m min^{-1} 以上であるという条件を附加することによって1月には20個, 8月には11個が選ばれる。

以下では1月の20個のうち, 気温, 湿度の同時観測資料を有する rawinsonde 14個についての解析結果を示す。

第6図は14個のうちの1例, 1966年1月19日12時の rawinsonde 資料に基づく (a) 気球の上昇率, (b) 風速 (c) 風向, (d) 気温減率, (e) 相対湿度 等の高度分布を示している。(a) 図において破線は1月の平均上昇率を示している。2kmの高度で最大上昇速度(偏差 W_a) 3 m sec^{-1} に達し, 2kmの厚さに亘って updraft 域を通過したと推定される。地上から飛揚された気球がその上昇過程で updraft 域に遭遇し, その前面から updraft 域に流入し, そこを上昇し, やがてその上部における吹き出しに伴って再び流出するものとすれば (b) 図に見出される特異な風速プロファイルを説明することが出来る。(b) 図において一般場の風速プロファイルが破線で示されるものとすれば, updraft 下半層で負偏差, 上半層で正偏差を示し, それらの値はほぼ $\pm 1.5 \text{ m sec}^{-1}$ である。今



第6図 輪島における1966年1月19日12時の (a) 気球上昇率, (b) 風速, (c) 風向, (d) 気温減率, (e) 相対湿度 等の高度分布をそれぞれ実線で示す。(d) における鎖線は湿潤断熱減率, 斜線部は逆転層である。

updraft を軸対称な円柱で近似すると、連続の式から次式が得られる。

$$2\pi r \frac{d}{2} V_c = \pi r^2 \Delta W_c$$

ここで空気の密度は一定とする。r, d, はそれぞれ updraft の半径と厚さ、 V_c は updraft の横の境界面を通しての平均流入速度、 ΔW_c は流入層の上面と下面における上昇速度差である。d=2km, $V_c=1.5\text{m sec}^{-1}$, $\Delta W_c=3\text{m sec}^{-1}$ であるから、

$$r = \frac{V_c}{\Delta W_c} d = 1 \text{ (km)}$$

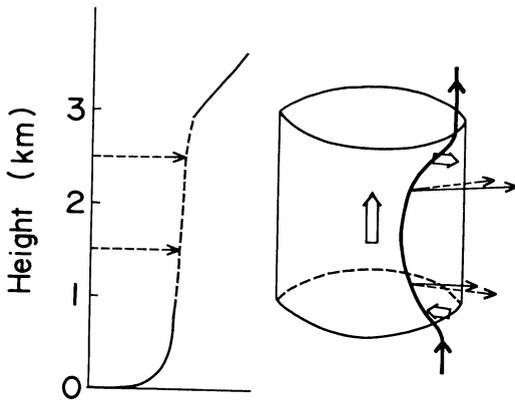
かくして得られた厚さ 2km, 半径 1km の updraft のサイズは冬期、輪島附近で通常観測される積雲のサイズに等しい。又 updraft に伴う下半層の収束量は $3 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ となる。Byers と Hull (1949) は塔状に発達する大きな積雲や積乱雲近傍で放たれた多数の気球の観測から対流圏中層以下で非常に強い収束 (10^{-2} sec^{-1}) を見出している。

第 6 図 (c) が示す如く、updraft の見出された 1km から 3km に至る高度で、 276° から 260° まで高さと共に風向は反時計廻りに回転している。破線で示された風向分布を一般場の状態とし、それからの偏差を updraft 域への流入、流出による shift と考え、(a), (b) と併せ想定された updraft に伴う気流を模式的に示したのが第 7 図である。updraft に伴う流れを矢印のついた二重線 (\Rightarrow) で、updraft 域に相対的な気球の運動を矢印のつ

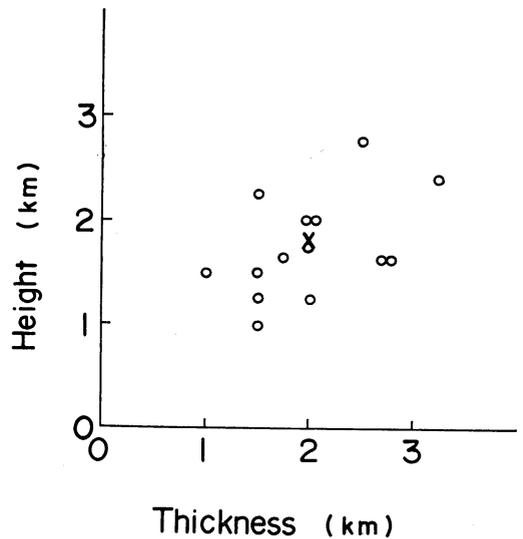
いた太い実線で表わす。矢印のついた細い実線は実測風で、それは破線で示された周囲の風と、二重線で示された updraft への流入、流出成分とのベクトル和である。updraft 前面やや南寄りから流入した気球はほぼそれと同位置の上層から流出することが示される。即ち updraft 域内では殆んど回転運動は認められない。然しながら、この資料だけでは一般場の風の決定は不確定だし、又風向偏差は一般場の風向変化自体に比して小さく、回転の有無については断定し難い。

気温の鉛直分布から updraft 通過の推定の支持を得ることはすぐまわりの観測との比較なしには難かしい。然し一つの注目すべき特徴は第 6 図 (d) に示された気温減率の鉛直分布に見出すことが出来る。即ち高度 1km 余の所で顕著な減率の極小値が見出され、その上で湿潤断熱減率 (鎖線) に近接している。このことは、まわりより約 1°C 高温な積雲上昇域に 1km 附近の高さで進入したという推定を可能にする。又第 6 図 (e) に示された相対湿度の分布は高度 1km で飽和、即ち雲域にあることを示唆し、それから高さと共に湿度は若干低下し、3km では 93% となるが、その附近で -24°C の低温であることを考慮すれば氷飽和となり雲内存在の推論を支持する。

輪島の地上観測は当時、雲量 10, 雲形 Cb を報じており、気球が対流雲に遭遇する可能性の存することを示し、上記解析と共に気球の積雲 updraft 域通過を確信さ



第 7 図 気球の追跡から推定された updraft に伴う気流の模型図。矢印のついた太い実線は updraft 域に相対的な気球の運動。矢印の細い実線は実測風で、二重線で示された updraft への流入流出成分と矢印のついた破線の一般場の運動とのベクトル和である。



第 8 図 気球の通過した updraft の厚さとその中間高度。×印は 14 例の平均値。

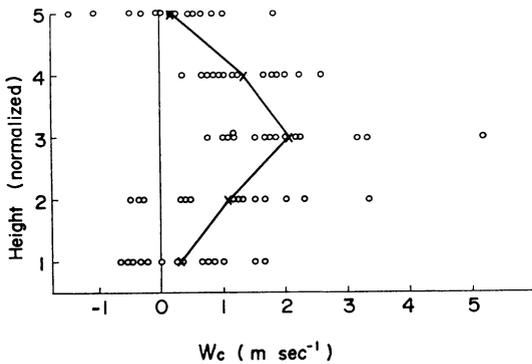
せるに十分である。

最後に上例を含む全例を総括しよう。第8図は各気球が通過したと推定された updraft の厚さに対しその気層の中間高度をプロットしてある。×印はそれらの平均値を示している。図が示すように、updraft は平均して 2km の厚さを持ち、1~3km の高度に存在することを示している。この事は既に記した通り冬期輪島付近で見出される積雲の高度やスケールとよく一致している。

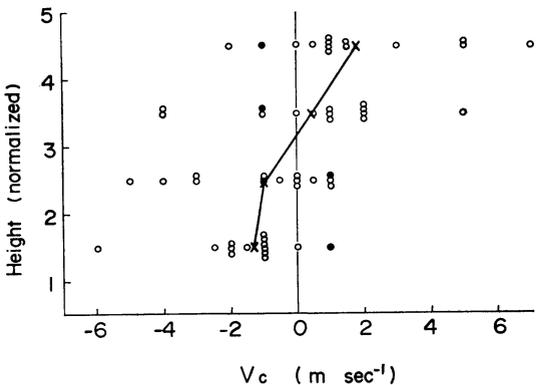
第9図は気球の通過した updraft の鉛直速度の高度分布を示している。ここで高度は観測された各 updraft の気層の厚さに相対的なもので、各 updraft を4個の層に等分し、最低のレベル1から最高のレベル5まで番号をつけた。平均のプロフィールは実線で示してある。これより平均の updraft の最大値は 2m sec⁻¹ となり気球が通過した updraft の中間高度に見出される。

風速の一般場からの偏差、即ち updraft への流入又は流出成分 (V_c) の高度分布を示したのが第10図である。

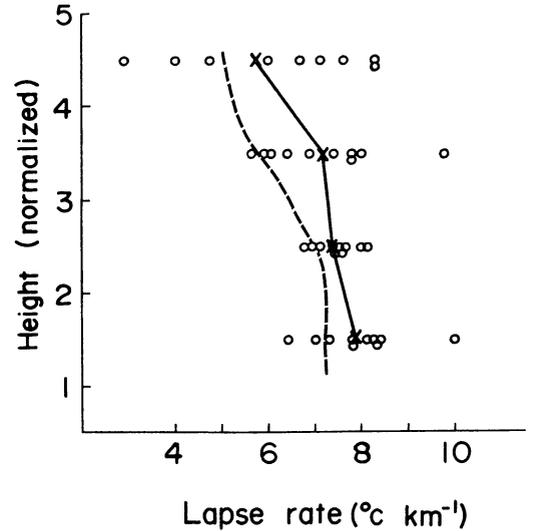
第9図同様高度は updraft の厚さに相対的なものである。黒丸印(●)で示された1例を除き、すべて下層で負偏差、上層で正偏差、即ち updraft の前面で流入、流出した事を示唆している。流入、流出の平均速度は約 1 m sec⁻¹ である。この事は前述の通り updraft として軸対称の円柱を仮定すれば、厚さ 2km、半径 1km のサイズとなることを示している。これは理論的にも最も実現しやすいモードであることが知られている (Asai, 1967)。



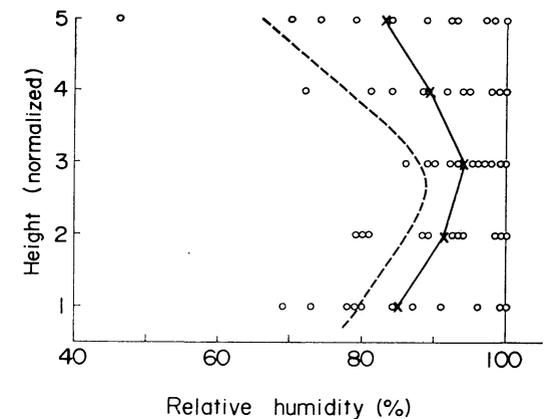
第9図 updraft 域の鉛直速度の高度分布。高度は各々の updraft の厚さに相対的なものである。実線は14例の平均。



第10図 風速偏差の高度分布。



第11図 気温減率。実線は14例の平均、破線は1965, 1966両年1月の平均でこれに対する高度は平均 updraft の実高度を用いた。



第12図 相対湿度。第11図に同じ。

第11図、第12図はそれぞれ気温減率、相対湿度の鉛直プロフィールを示す。縦軸は前図と同様規格化された高度

で、実線は14例の平均プロフィールである。一方、破線は、1965、1966両年の1月の平均値でこの場合には規格化された高度の番号1~5に対して平均の updraft の実高度、即ち 1~3km を対応させている。気温減率の下半層流入部での相対的減少、上半層流出部での相対的増加はまわりに比して暖かい updraft の存在を示唆し、一方相対湿度の相対的増大特に中間高度における平均相対湿度が95%に達するという事実は雲中にあることを支持するものと見做し得る。

6. むすび

以上の解析結果を要約すると

1. 高層観測気球は対流セルに入る可能性があり、冬期裏日本沿岸における如き積雲対流活動の活発な地域では数%の確率で対流雲の updraft に遭遇する。

2. updraft が 1km 以上の厚さの気層に存し、90 min⁻¹ 以上の上昇気流をもてば、着氷、積雪等の影響を気球に及ぼさない限りそれを検出し得る。

3. ゾンデ観測の頻度や密度が高くなると共に、対流活動の活発な地域では気球の updraft 内に入る頻度が増すので総観解析に際して特に観測資料に注意を要する。一方逆に対流の解析に利用することも出来る。

本調査に関して、高橋浩一郎博士、松本誠一博士等の

御教示をいただいた。又輪島の高層風観測原簿を送っていただいた川本敏夫氏、計算や製図をしていただいた桜井紀久代夫人に感謝する。

引用文献

- Asai, T., 1967: On the characteristics of cellular cumulus convection. *J. Meteor. Soc. of Japan*, Ser. II, 45, 205—214.
- Byers, H.R., and E.C. Hull, 1949: Inflow patterns of thunderstorms as shown by winds aloft. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 30, 90—96.
- Corby, G. A., 1957: A preliminary study of atmospheric waves using radiosonde data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 83, 49—60.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and K. Nakagaki, 1967: To be published
- Sansom, H. W., and J. Gross, 1953: A strong descending air current at Nairobi. *Weather*, 8, 282.
- Scorer, R. S., 1953: Theory of airflow over mountains: II The flow over a ridge. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 70—83.

第4回国際大気電気会議についてのお知らせ

表記の国際会議が5月13日~17日に開催されます。会議運営の便宜上、出席御希望の方には葉書で4月30日までに、氏名(ローマ字つき)、学位、所属機関名を下記事務局まで御通知下さい。

通知先: 愛知県豊川市市田町 名古屋大学空電研究所 第4回国際大気電気会議事務局 石川晴治

記

1. 場所: 東京都港区赤坂葵町ホテルオークラ
2. プログラム

5月13日午前	Session 1	Simulation of Atmospheric Electrical Phenomena
〃 午後	Session 2	Thunderstorm Charging Mechanisms
14日午前	Session 3	Physics of Lightning
〃 午後	Session 4	Monitoring of Global Thunderstorm Activity
16日午前	Session 5	Planetary Atmospheric Electricity
〃 午後	Session 6	Planetary Atmospheric Electricity Measurements
17日午前	Session 7	Tropospheric Ionization
〃 午後	Session 8	Fair Weather Electricity

3. 会期中セッションは8時30分より、17時30分まで行われます。
4. レジストレーションは5月13日、8時より8時30分まで会議室の前廊下で行われます。